



Modélisation numérique des effets de site sismiques par approches modale et propagative

Jean François Semblat, Marc Kham, Roberto Paolucci, Anne Marie Duval,
Pierre Yves Bard

► To cite this version:

Jean François Semblat, Marc Kham, Roberto Paolucci, Anne Marie Duval, Pierre Yves Bard. Modélisation numérique des effets de site sismiques par approches modale et propagative. Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées, 2013, 279, pp 21-34. hal-00850955

HAL Id: hal-00850955

<https://hal.science/hal-00850955>

Submitted on 9 Aug 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Modélisation numérique des effets de site sismiques par approches modale et propagative

Jean- François SEMBLAT
UPE-IFSTTAR, Paris, France

Marc KHAM
UPE-IFSTTAR, Paris, actuellement EDF, R&D, Clamart

Roberto PAOLUCCI
Dipartimento di Ingegneria Strutturale,
Politecnico di Milano, Italie

Anne-Marie DUVAL
CETE Méditerranée, Laboratoire de Nice

Pierre-Yves BARD
IFSTTAR-Isterre, Université Joseph Fourier, Grenoble

■ Résumé

L'amplification du mouvement sismique dans les couches sédimentaires de surface est un phénomène bien connu en sismologie. Il est possible d'appréhender ce phénomène par une approche simplifiée permettant d'étudier directement la résonance vibratoire d'une vallée afin d'estimer sa « fréquence fondamentale ». Dans certains cas, il est en revanche nécessaire d'analyser en détail la propagation des ondes sismiques dans les couches sédimentaires de surface. La méthode des éléments de frontière permet par exemple d'estimer le niveau d'amplification en tout point d'une vallée en fonction de la fréquence. Les résultats obtenus avec les deux approches sont confrontés à des mesures issues des sites de Nice et Volvi (Grèce).

Numerical modeling of seismic site effects by means of modal and propagative approaches

■ Abstract

The amplification of seismic movement within sedimentary surface layers is a well-known phenomenon in the field of seismology. It is entirely possible to comprehend this phenomenon via a simplified approach that enables directly studying the vibrational resonance of a valley in order to estimate its "fundamental frequency". In some cases however, it becomes necessary to analyze in detail seismic wave propagation in the sedimentary surface layers. The boundary element method, for example, makes it possible to evaluate the level of amplification at any point of a valley as a function of frequency. The results obtained from both approaches are then compared with measurements derived at sites in Nice and Volvi (Greece).

MODÉLISER L'AMPLIFICATION DES ONDES SISMIQUES

L'amplification locale du mouvement sismique, ou effets de site, est un phénomène bien connu des sismologues : la mise en résonance des couches sédimentaires de surface conduit souvent à une augmentation importante de l'amplitude du mouvement sismique (Bard et Bouchon, 1985 ; Chávez-García et al., 2000 ; Duval, 1996 ; Moeen-Vaziri et Trifunac, 1988 ; Sánchez-Sesma, 1983 ; Semblat et Pecker, 2009 ; Sommerville, 1998 ; Theodulidis et Bard, 1995). Ces effets de site peuvent donc accentuer considérablement l'impact d'un séisme sur les structures de surface, même s'il est modéré ou lointain. La compréhension et la quantification des effets de site sont donc capitales. Cela nécessite généralement de mettre en œuvre des méthodes d'analyse et de simulation de différents niveaux de complexité : approches analytiques, méthodes semi-analytiques, modèles numériques complets.

Dans cet article, deux méthodes d'analyse et de simulation sont présentées et mises en œuvre : une méthode modale simplifiée et une méthode de caractérisation complète de la propagation des ondes sismiques (équations intégrales de frontière).

Outre la maîtrise des méthodes d'analyse (validation, précision...), l'enjeu principal concerne le choix de la méthode la mieux adaptée à la problématique posée. La manière de résoudre le problème dépend à la fois de la finesse d'analyse souhaitée mais également de la richesse des données disponibles. L'influence de la stratification du sol sur l'amplification des ondes sismiques est ainsi largement reconnue, mais la connaissance de la géologie du site considéré est généralement imparfaite.

ANALYSE VIBRATOIRE DES EFFETS DE SITE

■ Différents types d'approches vibratoires

L'utilisation d'approches modales pour l'analyse vibratoire de structures géologiques est de plus en plus courante (Paolucci, 1999 ; Semblat et Pecker, 2009). Ces approches fournissent en général la fréquence fondamentale de structures géologiques en prenant en compte leur géométrie (Bard et Bouchon, 1985 ; Paolucci, 1999 ; Semblat et al., 2003) ou l'inhomogénéité de leurs caractéristiques mécaniques (Dobry et al., 1976 ; Hadjian, 2002). À partir de différents types d'hypothèses, il est ainsi possible d'estimer la fréquence fondamentale de certains remplissages sédimentaires. Il est néanmoins difficile de comparer directement différentes fréquences en termes d'amplification du mouvement sismique.

► Méthodes adaptées aux remplissages unidimensionnels

Dobry et al. (1976) ont, les premiers, proposé une analyse modale complète de la résonance vibratoire de couches géologiques. Pour une couche horizontale homogène, non-homogène (variation linéaire du module de cisaillement) ou un remplissage multicouche horizontal, ils ont proposé d'exprimer analytiquement la période fondamentale des structures géologiques. Pour une couche horizontale d'épaisseur H et de module de cisaillement G variant linéairement avec la profondeur z , ils ont obtenu l'expression suivante :

$$\frac{G}{G_H} = K^2 + \frac{1-K^2}{H} z \quad (1)$$

où $K = \sqrt{G_0 / G_H}$, G_0 et G_H représentent les modules au sommet et à la base de la couche.

Pour estimer la période T de la couche, Dobry et al. utilisent les caractéristiques d'une couche uniforme équivalente en écrivant $T = 4H/V_{eq}$ où $V_{eq} = \sqrt{G_{eq} / \rho}$ à la profondeur équivalente z_{eq} donnée par :

$$\frac{z_{eq}}{H} = \left(\frac{a_1}{H} \right)^2 (1 - K^2) - \frac{K^2}{1 - K^2} \quad (2)$$

où a_1 est la 1^{re} racine de l'équation :

$$J_0(a_1)Y_1(Ka_1) - J_1(Ka_1)Y_0(a_1) = 0 \quad (3)$$

J_i et Y_i représentent les fonctions de Bessel et de Weber Bessel (respectivement) d'ordre i . Dobry et al. (1976) ont aussi proposé une généralisation de ces résultats pour des remplissages bicouches ou multicouches. Des cas similaires ont été étudiés par Hadjian (2002) en considérant une approche itérative pour estimer la période fondamentale de remplissages multicouches.

► Méthodes pour des remplissages 2D ou 3D

Pour caractériser la résonance de bassins rectangulaires, Bard and Bouchon (1985) ont proposé une relation simple donnant la fréquence fondamentale en fonction de la célérité des ondes et d'un facteur de forme du bassin, soit :

$$f_0 = \frac{V_S}{4h} \sqrt{1 + \frac{h^2}{w^2}} \quad (4)$$

où h est la profondeur et w la largeur du bassin.

L'approche modale proposée par Paolucci (1999) utilise la méthode de Rayleigh et peut être employée pour tout type de remplissage sédimentaire 2D ou 3D. Elle consiste à minimiser le rapport entre énergie de déformation et énergie cinétique afin d'estimer la fréquence fondamentale ω_0 . Cette méthode est décrite en détail dans le paragraphe 2.2 et permet d'estimer les caractéristiques vibratoires de structures géologiques réelles.

■ Méthode modale simplifiée

La méthode modale considérée ici vise à estimer la fréquence « fondamentale » d'une structure géologique. Le processus de propagation d'ondes conduit généralement à une forte amplification du mouvement à des fréquences variées (Chávez-García et al., 2000 ; Semblat et al., 2005) mais, dans un but pratique, il est intéressant de déterminer une fréquence fondamentale unique par des approches simplifiées. L'approximation de Rayleigh permet par exemple une estimation rapide et fiable de la fréquence de résonance d'une structure géologique (Paolucci, 1999).

Cette méthode considère que le déplacement d'un système élastique dans un de ses modes propres peut être approché par celui d'un système à un degré de liberté. Nous étudions ici le premier mode propre caractérisé par la fréquence : $\omega_0 = 2\pi f_0$. Si l'on note V l'énergie élastique du système et T son énergie cinétique, la conservation de l'énergie totale d'un système élastique implique que $V_{\max} = T_{\max}$. Le déplacement $s_k(\underline{x}, t)$ correspondant aux vibrations harmoniques à la fréquence ω_0 peut s'écrire :

$$s_k(\underline{x}, t) = \psi_k(\underline{x})e^{i\omega_0 t} \quad (5)$$

où \underline{x} représente la coordonnée d'espace, i le nombre imaginaire, t le temps et $\psi_k(\underline{x})$ la forme modale suivant la direction k . On calcule alors l'énergie cinétique du système comme suit :

$$T(t) = \int_{\Omega} \frac{1}{2} \rho(\underline{x}) \left(\frac{\partial s_k}{\partial t} \right)^2 d\Omega = -\omega_0^2 e^{2i\omega_0 t} \int_{\Omega} \frac{1}{2} \rho(\underline{x}) \psi_k^2(\underline{x}) d\Omega \quad (6)$$

$$\text{d'où :} \quad T_{\max} = \max_t T(t) = -\omega_0^2 \int_{\Omega} \frac{1}{2} \rho(\underline{x}) \psi_k^2(\underline{x}) d\Omega \quad (7)$$

L'énergie élastique V s'écrit alors :

$$V(t) = \int_{\Omega} \frac{1}{2} \sigma_{jl}(\underline{x}) \varepsilon_{jl}(\underline{x}) d\Omega \quad (8)$$

où $\varepsilon_{ij} = s_{i,j} + s_{j,i}$ est le tenseur de déformation et $\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{ll} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij}$ le tenseur de contrainte obtenu par la loi de Hooke avec δ_{ij} le symbole de Kronecker, λ et μ les coefficients de Lamé. Comme pour T_{\max} , V atteint sa valeur maximale quand $|e^{2i\omega_0 t}| = 1$. Il vient ainsi :

$$\omega_0^2 = \frac{\int_{\Omega} \sigma_{jl}(\underline{x}) \varepsilon_{jl}(\underline{x}) d\Omega}{\int_{\Omega} \rho(\underline{x}) \psi_k^2(\underline{x}) d\Omega} \quad (9)$$

L'équation (9) donne la valeur exacte de la fréquence fondamentale du système lorsque la forme modale réelle $\psi_k(\underline{x})$ est connue. Cependant, comme la solution exacte n'est généralement pas accessible, la valeur de ω_0 peut être estimée correctement en considérant une approximation réaliste de $\psi_k(\underline{x})$. Cette approximation doit satisfaire à la fois les compatibilités géométriques et les conditions aux limites. Il a néanmoins été démontré (Paolucci, 1999) que la seconde condition peut ne pas être satisfaite complètement et que la forme modale peut être choisie dans une large gamme de fonctions satisfaisant uniquement les compatibilités géométriques.

On peut alors déterminer la fréquence fondamentale à l'aide de la relation suivante :

$$\omega_o^2 \leq \min_{\Psi_k} \frac{\int_{\Omega} \sigma_{jl}(\underline{x}) \varepsilon_{jl}(\underline{x}) d\Omega}{\int_{\Omega} \rho(\underline{x}) \Psi_k^2(\underline{x}) d\Omega} \quad (10)$$

■ Estimation de la fréquence fondamentale d'une structure géologique

En vue de l'analyse vibratoire simplifiée, nous considérons un bassin sédimentaire situé dans le centre de Nice. Ce site est bien connu puisque de nombreuses expérimentations ont été réalisées ainsi que plusieurs modélisations numériques (Semblat et al., 2000). Le bassin est supposé homogène et sa résonance vibratoire est analysée pour une sollicitation sismique antiplane en cisaillement caractérisée par la célérité $V_S = \sqrt{\mu / \rho}$. Les caractéristiques mécaniques des deux milieux (bassin et substratum) sont les suivantes :

- bassin : $\rho_1 = 2000 \text{ kg/m}^3$, $\mu_1 = 180 \text{ MPa}$, $\nu = 0,2$ c'est-à-dire $V_S = 300 \text{ m/s}$;
- substratum : $\rho_1 = 2300 \text{ kg/m}^3$, $\mu_1 = 4500 \text{ MPa}$, $\nu = 0,2$ d'où $V_S = 1400 \text{ m/s}$.
- où ρ est la masse volumique, μ le module de cisaillement, ν le coefficient de Poisson et V_S la célérité des ondes de cisaillement.

Comme le montre la **figure 1**, l'interface entre le bassin et le substratum est décrite à l'aide de deux fonctions cosinus :

- partie ouest de la vallée : $f(x,z) = (h_1+1) \cos(2,7 \cdot 10^{-3} x + 1,55)$ ($h_1 = 64 \text{ m}$)
- partie est de la vallée : $g(x,z) = (h_2+2) \cos(2,8 \cdot 10^{-3} x - 1,3)$ ($h_2 = 32 \text{ m}$)

Parmi les formes modales admissibles, on choisit les suivantes (Paolucci, 1999) :

$$\psi_2(x,z) = \cos^r \left(\frac{\pi}{2} (1 - f(x,z)) \right) \times \sin^{2s+1} \left(\frac{(n+1)\pi}{2} \left(1 + \frac{x}{a} \right) \right) \times \cos^t \left(\frac{(2m+1)\pi}{2} \frac{z}{h} \right) \quad (11)$$

où $f(x,z)$ est la fonction donnée précédemment. $r \geq 1$ et $t \geq 1$ sont des paramètres réels, $s = 0,1,\dots$ est un paramètre entier et m et n représentent les ordres des modes suivant les directions verticale et horizontale (respectivement).

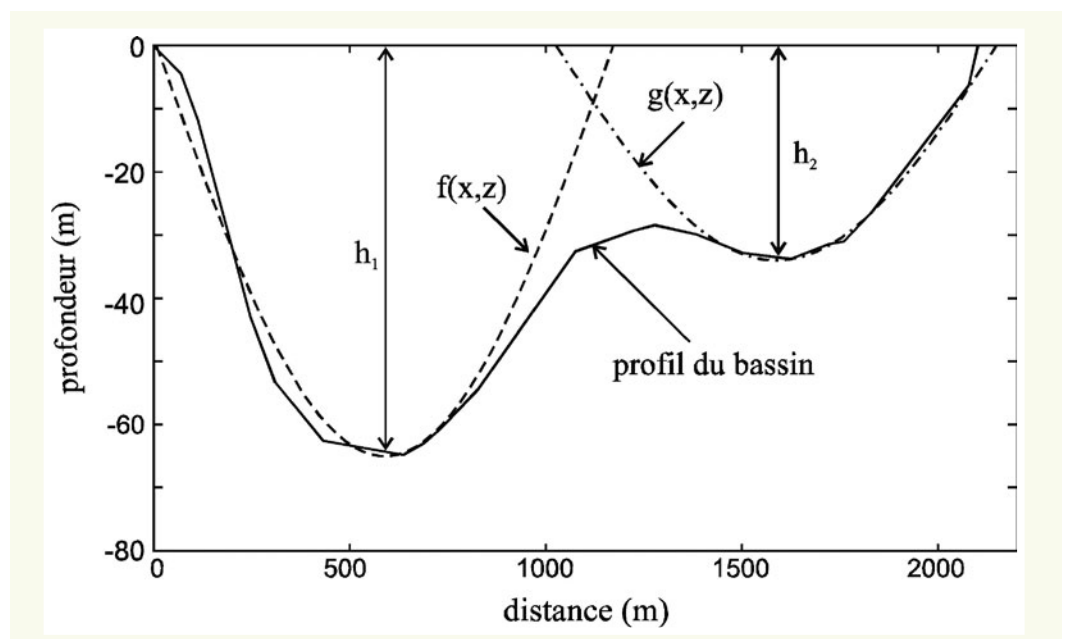


figure 1

Description du profil géologique homogène pour l'approche modale simplifiée.

Dans ce cas, l'inégalité conduisant à la fréquence fondamentale est la suivante :

$$\omega_o^2 \leq \min_{r,s,t} \frac{\int_{\Omega} \mu \left(\left(\frac{\partial \psi_2}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \psi_2}{\partial z} \right)^2 \right) dx dz}{\int_{\Omega} \rho \psi_2^2(x, z) dx dz} \quad (12)$$

Les résultats sont obtenus pour le premier mode en considérant différentes valeurs du module de cisaillement : $\mu_1 = 180$ MPa (i.e. $V_s = 300$ m/s), $\mu_2 = 120$ MPa (i.e. $V_s = 245$ m/s) et $\mu_3 = 90$ MPa (i.e. $V_s = 212$ m/s). Les résultats numériques obtenus par la méthode de Rayleigh sont comparés aux fréquences d'amplification maximale données par la méthode des éléments de frontière à travers une analyse explicite de la propagation des ondes (Semblat et al., 2000).

■ Estimation modale de la fréquence fondamentale

D'après ces résultats, nous pouvons constater que les fréquences fondamentales obtenues par la méthode de Rayleigh sont en bon accord avec les fréquences de forte amplification déterminées par approche propagative. Les valeurs données dans le [tableau 1](#) sont comparées pour la résonance de la partie profonde du bassin (ouest) et la partie peu profonde (est) et ce pour différentes valeurs du module de cisaillement. Pour un modèle de bassin homogène, la méthode de Rayleigh semble donc donner des résultats très intéressants, qui sont non seulement en accord avec les valeurs obtenues à l'aide d'autres modèles mais également avec les résultats expérimentaux présentés en détail par Semblat et al., (2000).

■ Comparaison entre méthode modale simplifiée et courbes d'amplification

Les fréquences fondamentales estimées par la méthode modale simplifiée sont comparées avec les courbes d'amplification données par les mesures et les simulations propagatives par équations intégrales de frontière (Semblat et al., 2000). Sur la [figure 2](#), les lignes verticales représentent la fréquence fondamentale pour les parties Ouest et Est du bassin et sont estimées pour différents modules de cisaillement (μ_1 ; μ_2 ; μ_3). Pour la partie Ouest du bassin, la fréquence fondamentale f_3 estimée pour μ_3 (trait continu) est en très bon accord avec les pics d'amplification expérimentaux (en haut) et numériques (en bas). Pour la partie Est du bassin, c'est pour le module de cisaillement μ_1 (trait pointillé-tiré) que l'accord avec le deuxième pic d'amplification est très satisfaisant. Cela donne une idée de l'influence du module de cisaillement (ou de la célérité) du bassin sur le processus de résonance. L'influence sur le processus d'amplification proprement dit est montrée par les résultats numériques de l'approche propagative par équations intégrales de frontière ([figure 2](#)).

ANALYSE PROPAGATIVE DES EFFETS DE SITE

■ Méthodes numériques en propagation d'ondes

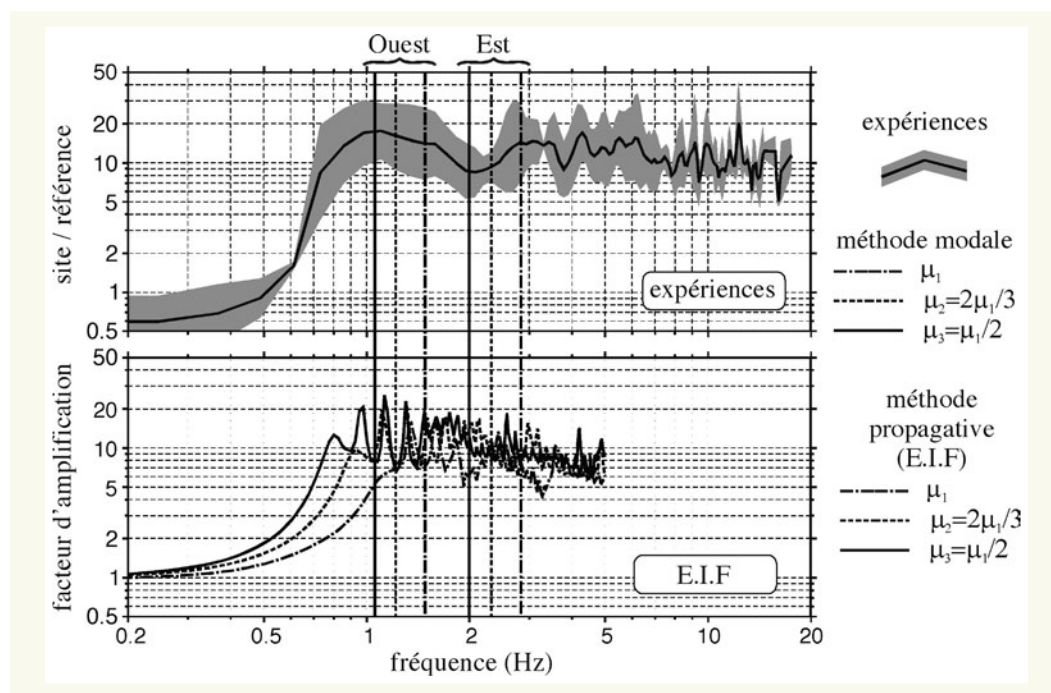
Pour simuler numériquement la propagation et l'amplification des ondes sismiques, plusieurs méthodes numériques sont envisageables (Semblat, 2011) :

- méthode des *différences finies*, très précise en élastodynamique mais généralement limitée à des géométries simples et des comportements linéaires (Moczo et Bard, 1993 ; Virieux, 1986) ;

tableau 1
Comparaisons entre les fréquences de référence obtenues par la méthode propagative et les fréquences fondamentales issues de l'approche modale simplifiée.

	Partie Ouest		Partie Est	
	Fréquence de référence EIF	Fréquence fondamentale	Fréquence de référence EIF	Fréquence fondamentale
μ_1	1,35 Hz	1,50 Hz	2,42 Hz	2,86 Hz
μ_2	1,30 Hz	1,23 Hz	2,13 Hz	2,34 Hz
μ_3	1,13 Hz	1,07 Hz	1,75 Hz	2,02 Hz

figure 2
Fréquences
fondamentales estimées
par la méthode modale
simplifiée et comparaison
avec les mesures (haut)
et les simulations par la
méthode des équations
intégrales de frontière
(bas).



- méthode des *éléments finis*, qui permet de modéliser des géométries complexes et des milieux hétérogènes (même à comportement non linéaire (Santisi et al., 2012)) mais dont le coût en dimension 3 est très important (Bielak et al., 1999 ; Ihlenburg et Babuška, 1995 ; Semblat et Brioist, 2000 ; Semblat et al., 2011),
- méthode des *éléments de frontière*, qui autorise une description rigoureuse des conditions de radiation mais est limitée aux milieux linéaires faiblement hétérogènes (Beskos, 1997 ; Bonnet, 1999 ; Chaillat et al., 2009 ; Dangla, 1988 ; Dangla et al., 2005 ; Semblat et al., 2002) ;
- méthode des *éléments spectraux*, issue de la méthode des éléments finis et de plus en plus usitée pour analyser la propagation en dimensions 2 ou 3 (Faccioli et al., 1996 ; Komatitsch et Vilotte, 1998).

Chaque méthode présente des avantages et inconvénients spécifiques et il peut être intéressant de les coupler pour bénéficier des avantages de chacune. Il est ainsi possible de coupler la méthode des éléments finis et la méthode des éléments de frontière (Dangla, 1988 ; Bonnet, 1999). La première autorise une description fine de la propagation locale (géométries complexes, hétérogénéités fortes, comportements non linéaires) et la deuxième une estimation fiable du champ lointain (radiation).

■ Site test européen de Volvi (Grèce)

Le site test européen de Volvi (Grèce) a été créé grâce à des financements de la commission européenne afin d'analyser les effets de site et l'interaction sol-structure (Semblat et al., 2005). Le site test est localisé dans une vallée sédimentaire à 30 km de Thessalonique en Grèce. Il est situé dans une zone sismotectonique active, dans laquelle s'est produit le grand séisme de 1978. Le bassin a une longueur de 6 km et une largeur de 200 m.

L'un des objectifs principaux du site test est d'avoir une connaissance détaillée de la stratification du sol et de faire le lien avec l'amplification des ondes sismiques (Jongmans et al., 1998 ; Riepl et al., 1998). Des analyses géotechniques et géophysiques préalables ont permis une caractérisation complète des propriétés du sol. Par ailleurs, des réseaux permanents et temporaires permettent de mesurer le mouvement sismique.

■ Modèles simplifié et complet pour le bassin de Volvi

› Analyse numérique par éléments de frontière

Pour analyser la réponse sismique du bassin sédimentaire, un modèle numérique basé sur la méthode des éléments de frontière est considéré. À l'aide de cette méthode numérique, les conditions de radiation à l'infini sont satisfaites de façon exacte. La solution de l'équation intégrale est obtenue par discrétisation des interfaces en éléments de frontière puis par collocation (application de l'équation intégrale en tout point du maillage). Les simulations sont réalisées en deux dimensions à l'aide du code éléments finis / éléments de frontière CESAR-LCPC. La formulation utilisée est présentée en détail par Dangla et al. (2005).

› Différents modèles pour le bassin de Volvi

Plusieurs modèles géotechniques ont été proposés pour le site de Volvi. Dans la présente analyse, deux modèles différents sont envisagés : un modèle simplifié comprenant seulement deux couches de sol et un modèle complet décrit par six couches différentes. Dans l'analyse fine de la propagation, l'objectif principal est de caractériser l'influence de la description de la géologie locale sur les simulations d'effets de site.

Le modèle géotechnique retenu a été proposé par l'Université de Liège (LGIH) et est décrit sur la **figure 3**. D'autres modèles géologiques ont été proposés par Raptakis et al. (2000) et ont été utilisés pour des simulations d'effets de site 2D (Chavez-Garcia et al., 2002).

Dans le présent article, comme suggéré par Makra et al. (2005), nous avons d'abord considéré un modèle simplifié à deux couches (**Figure 3**). Les propriétés mécaniques dans chaque couche de sol sont estimées à partir des valeurs moyennes de vitesse dans les différentes couches. Le modèle complet correspond à la stratification réelle du site et est également décrit sur la **figure 3**. Les propriétés mécaniques des couches pour les deux modèles sont données dans les **tableaux 2 et 3**. L'objectif de cet article est d'analyser la propagation des ondes sismiques avec les deux modèles et de comparer les effets de site quantifiés dans les deux cas.

■ Amplification d'une onde SH dans le bassin de Volvi

L'onde sismique est une onde SH plane à incidence verticale. Comme les simulations par la méthode des éléments de frontière sont réalisées dans le domaine des fréquences, la détermination de

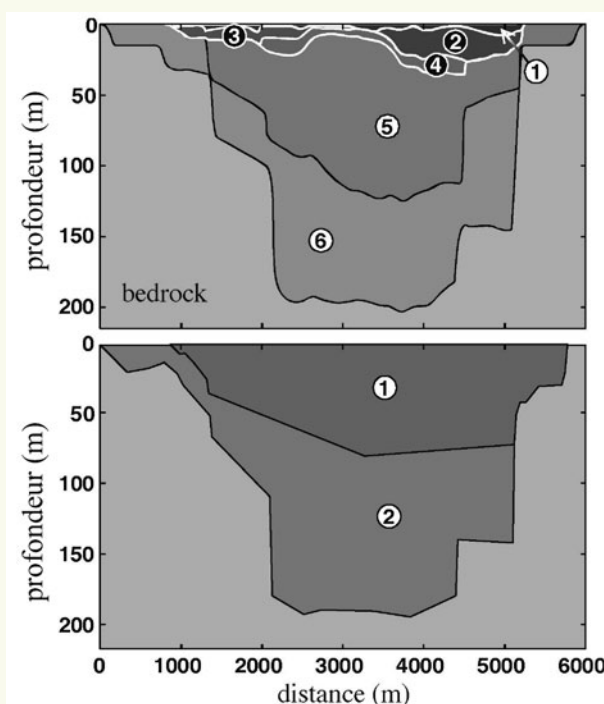


figure 3

Modèles géotechniques
du bassin de Volvi :
modèles complet (haut)
et simplifié (bas).

tableau 1
Propriétés des couches
de sol du site de Volvi
pour le modèle simplifié

Couches de sol	Masse volumique	Module d'Young	Coefficient de Poisson
couche 1	2100 kg/m ³	677 MPa	0,280
couche 2	2200 kg/m ³	3595 MPa	0,453
rocher	2600 kg/m ³	4390 MPa	0,249

tableau 2
Propriétés des couches
de sol du site de Volvi
pour le modèle complet

Couches de sol	Masse volumique	Module d'Young	Coefficient de Poisson
couche 1	1700 kg/m ³	180 MPa	0.33
couche 2	1800 kg/m ³	300 MPa	0.33
couche 3	1800 kg/m ³	300 MPa	0.33
couche 4	2000 kg/m ³	530 MPa	0.48
couche 5	2200 kg/m ³	1200 MPa	0.47
couche 6	2300 kg/m ³	3300 MPa	0.49
rocher	2600 kg/m ³	4200 MPa	0.19

l'amplification spectrale du mouvement est aisée. Pour le modèle simplifié, les valeurs d'amplification dans le bassin sont données sur la **figure 4** à différentes fréquences :

- à 0,6 Hz : l'amplification la plus forte apparaît dans la partie la plus profonde du bassin et ce cas correspond au mode fondamental du bassin. Néanmoins, l'amplification maximale est peu élevée, puisqu'elle ne dépasse pas 3,
- à 0,8 Hz : deux zones de forte amplification apparaissent le long de la surface libre dans la partie centrale du bassin et présentent un facteur d'amplification élevé (9,5),
- à 1,0 Hz : l'amplification maximale est atteinte sur la surface libre mais la zone d'amplification maximale (9,5) est décalée vers la droite dans la partie de profondeur intermédiaire,
- à 1,2 Hz : la partie gauche du bassin, de profondeur intermédiaire, présente aussi des amplifications significatives (7,5),

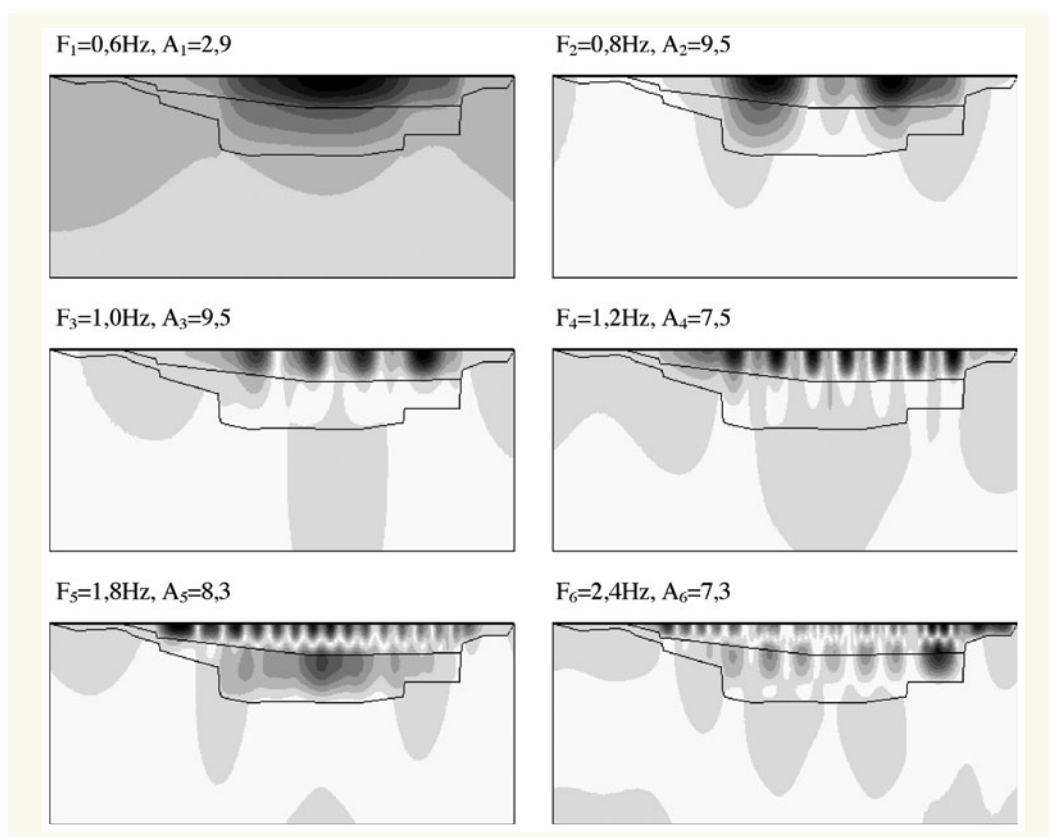


figure 4
Facteur d'amplification
estimé numériquement à
plusieurs fréquences
pour le modèle
simplifié de Volvi
(valeurs de fréquence
et amplifications
maximales).

- à 1,8 Hz : les fortes amplifications (8,3) s’observent à la fois en surface et en profondeur. La plus forte amplification est obtenue dans la partie gauche de la zone de profondeur intermédiaire,
- à 2,4 Hz : à de telles longueurs d’ondes, la partie peu profonde du bassin située à droite présente de fortes amplifications. Il n’y a quasiment pas d’amplification dans la partie centrale du bassin.

■ Comparaisons entre modèles simplifié et complet (onde SH)

L’objectif de cette comparaison est d’apprécier l’influence de la description de la stratification sur l’analyse de l’amplification des ondes sismiques. Pour comparer les modèles simplifié et complet, des analyses en fréquence et en temps ont été effectuées.

➤ 3.5.1 Comparaison dans le domaine spectral

La **figure 5** présente l’amplification spectrale (fonctions de transfert) en différents points de la surface du bassin pour le modèle simplifié (en haut) et le modèle complet (en bas). Elle montre que le

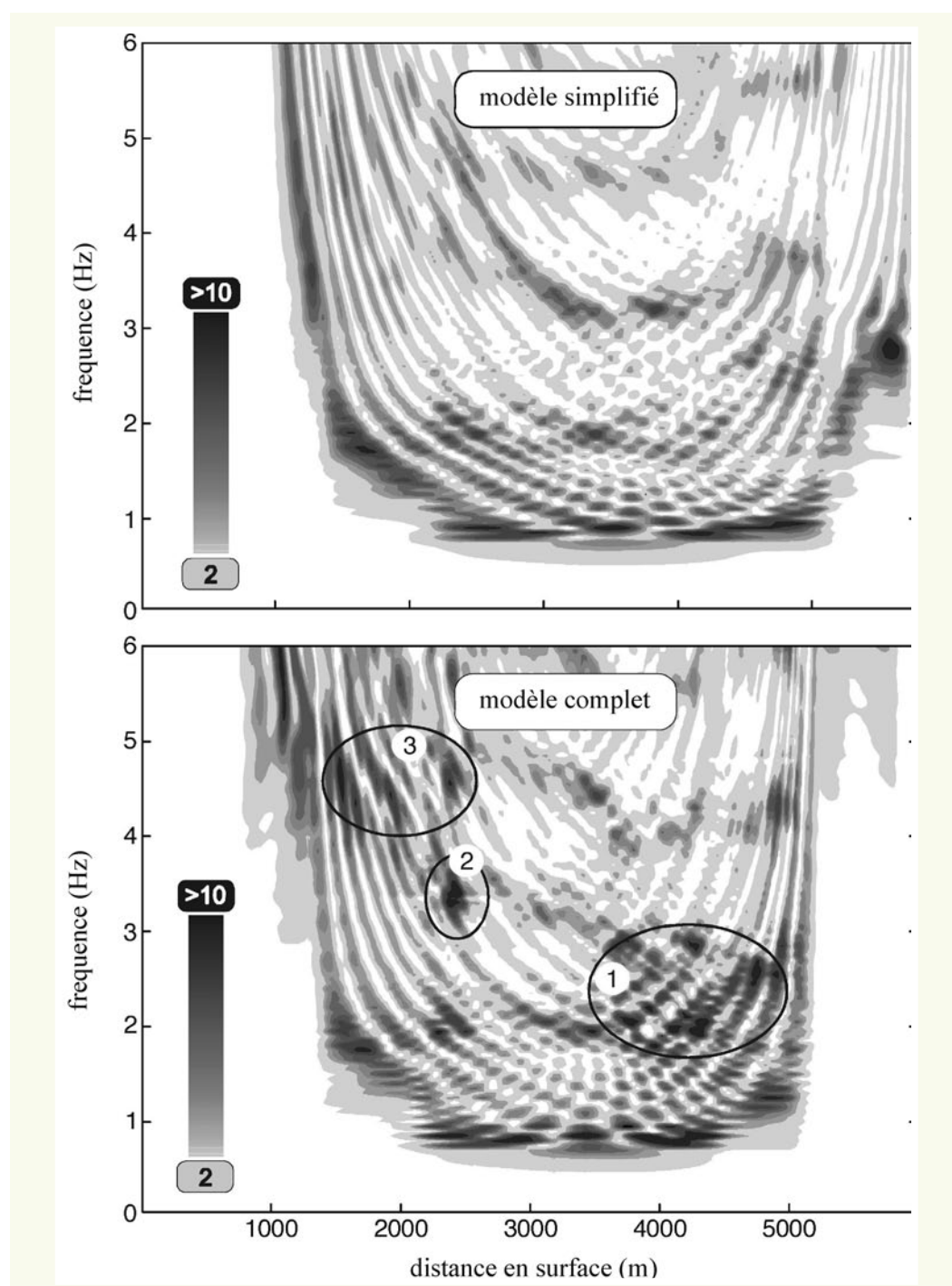


figure 5
Amplification en fonction
de la fréquence et de
la distance pour les
deux modèles du bassin
de Volvi (méthode des
éléments de frontière).

modèle complet conduit à un plus grand nombre de pics d'amplification. Ces pics sont notamment localisés dans les zones suivantes : $2 \leq f \leq 3$ Hz et $x = 4000$ m ; $3 \leq f \leq 4$ Hz et $x = 2500$ m ; $4 \leq f \leq 5$ Hz et $x = 1500$ m.

Les fonctions de transfert issues des deux modèles de bassin montrent que la plus forte amplification est obtenue autour de la même fréquence $f_0 \approx 0,8$ Hz. Cette amplification concerne deux zones différentes de la surface. Ce phénomène n'est pas dû à la stratification du sol, puisque le modèle simplifié conduit aussi à un mode fondamental double (Makra et al., 2005). Cette observation est également faite par Chávez-García et al. (2000), qui privilégie la contribution des ondes de surface.

► Comparaison dans le domaine temporel

Pour comprendre l'influence de la description du bassin (hétérogénéités verticales et horizontales), les réponses temporelles en surface sont calculées à partir des fonctions de transfert. Pour les deux modèles (simplifié et complet), nous considérons une onde SH plane à incidence verticale, dont les variations temporelles sont décrites par un signal de Ricker dont le spectre est centré à 1 Hz. La **figure 6** donne le mouvement en surface en fonction du temps.

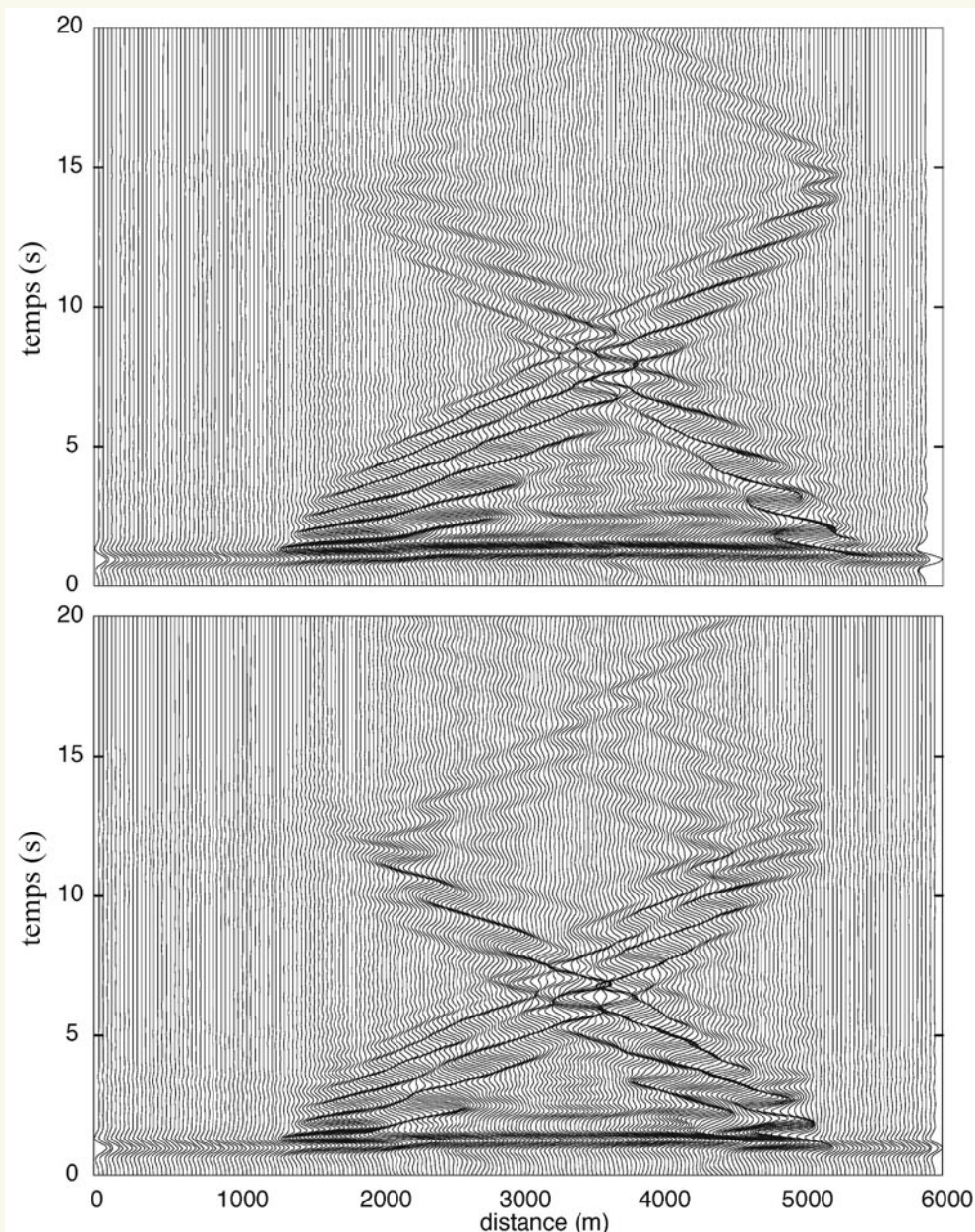


figure 6
Signaux temporels
calculés pour les
modèles du bassin de
Volvi simplifié (haut) et
complet (bas) pour un
signal de Ricker centré
à 1 Hz.

Les solutions obtenues pour le modèle simplifié (**Figure 6**, en haut) montrent clairement le processus d'amplification. L'effet des hétérogénéités latérales (effets de bassin) apparaît clairement à travers les réflexions d'ondes sur les bords du bassin. L'amplification des premières arrivées montre également l'influence du contraste de vitesse dans la partie profonde du bassin. L'amplification des ondes sismiques dans le modèle simplifié du bassin de Volvi est donc influencée à la fois par les hétérogénéités verticales (stratification) et latérales (effets de bassin).

En comparant avec les solutions issues du modèle complet (**Figure 6**, en bas), l'amplification des premières arrivées est plus forte que pour le modèle simplifié. La stratification du sol étant décrite plus fidèlement, l'amplification due au contraste de vitesse est donc plus forte. De plus, le train d'ondes principal est combiné avec des ondes réfléchies et réfractées et conduit à un champ d'ondes plus complexe (**Figure 6**). C'est en particulier le cas sur les bords gauche et droit de la partie la plus profonde du bassin. Cela est certainement dû à l'influence combinée des hétérogénéités verticales et latérales. Comme les contrastes de vitesses sont décrits plus précisément dans le modèle complet, la propagation latérale dans chaque couche est facilitée et l'amplification globale est renforcée. Par ailleurs, la durée du signal est significativement accrue à cause de l'effet combiné des réflexions en bord de bassin et de la stratification.

L'influence de la stratification du bassin sur le processus d'amplification, d'une part, et la durée du signal, d'autre part, nécessite donc une connaissance détaillée des propriétés du sol et de la géométrie des couches.

› 3.5.3 Comparaison pour un accélérogramme réel

On considère maintenant un accélérogramme réel et on calcule la réponse temporelle en surface pour les deux modèles de bassin. Seul le séisme de juin 1994 ($M = 3$) est présenté ici mais d'autres simulations avec le séisme d'Arnaia (mai 1995) ont également été réalisées (Kham, 2004). Le mouvement sismique incident est défini en considérant la station de référence PRO (Nord). Comme le montre la **figure 7**, les signaux sont calculés pour toutes les autres positions de stations le long de la surface. Chávez-García et al. (2002) ont déjà discuté en détail l'influence de la qualité de la station de référence. Sur la **figure 7**, les mesures réalisées aux différentes stations sont données (en haut) en vue des comparaisons. Les signaux sont filtrés au-dessus de 6Hz. De légères différences sont observées entre les signaux mesurés à la station PRO et les signaux recalculés en cette station car une fine couche de sédiments y est présente (Chavez-Garcia et al., 2002).

Comme le montre la **figure 7**, les deux modèles conduisent à une forte amplification et une augmentation de la durée dans la partie centrale du bassin. Cette tendance est en bon accord avec les mesures, qui montrent une forte amplification dans la partie profonde du bassin.

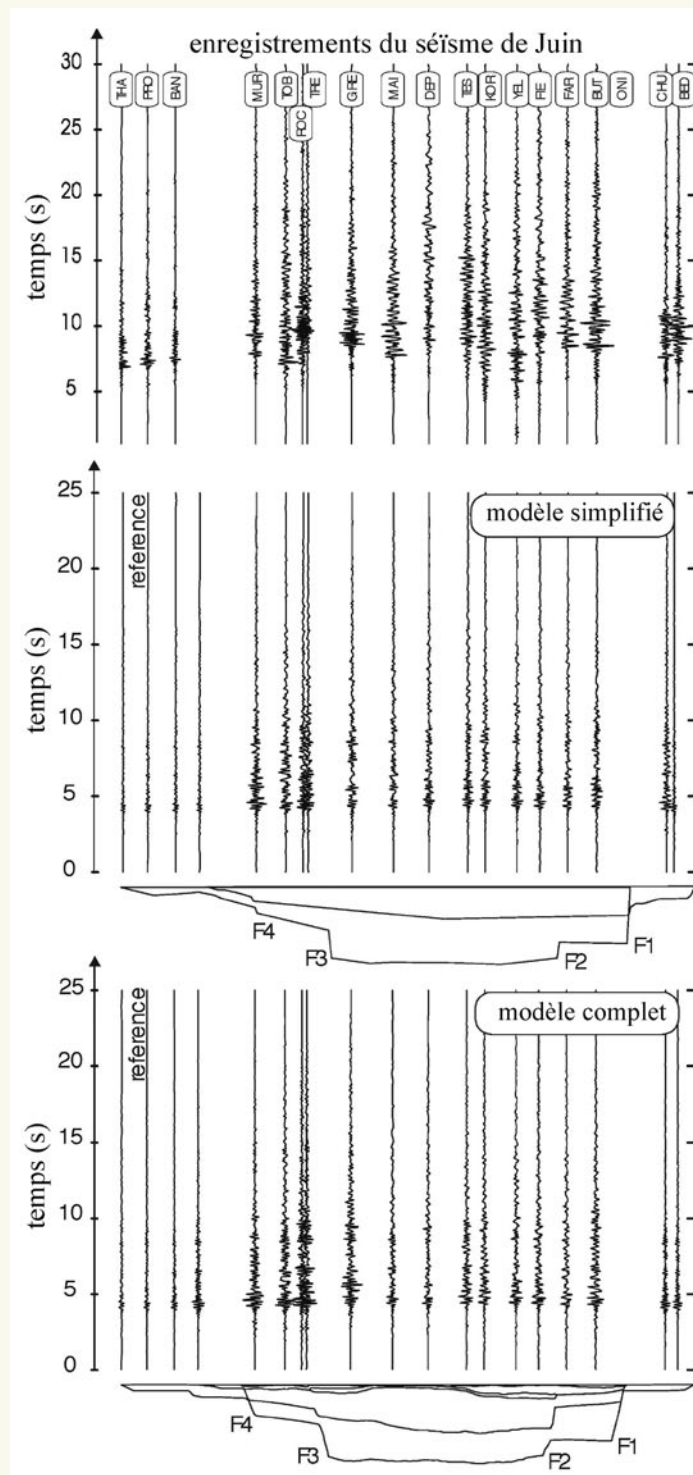
Le modèle complet conduit généralement à des amplifications plus fortes (plus proches des mesures) puisqu'il décrit plus fidèlement la stratification près de la surface. C'est en particulier le cas à la station GRE, où l'influence de la géologie de subsurface semble significative.

Comme indiqué par Kham (2004), des différences sensibles apparaissent quand on considère les deux séismes (juin 1994 et mai 1995), puisque le premier a un contenu de plus haute fréquence que le second. La précision du modèle de bassin est importante pour simuler le mouvement sismique à haute fréquence.

CONCLUSIONS

L'amplification du mouvement sismique peut être modélisée par différentes méthodes. Plusieurs approches alternatives sont proposées dans ce texte et conduisent à des résultats plus ou moins proches des observations réalisées sur site. Les approches analytiques ou semi-analytiques sont très souples d'emploi mais reposent souvent sur des hypothèses simplificatrices qui ne sont pas toujours justifiées dans des cas réels. Les méthodes d'analyse utilisant des approches numériques autorisent des hypothèses plus réalistes, mais soulèvent l'importante question de la précision et de la validation de ces méthodes (Semblat, 2011).

figure 7
*Accélérogrammes à la
 surface du bassin de
 Volvi pour le séisme de
 juin 1994 : comparaison
 entre les mesures (haut)
 et les simulations pour
 les modèles simplifié
 (milieu) et complet (bas).*



Suivant la finesse d'analyse souhaitée et la richesse des données de terrain disponibles, les différentes approches présentées paraissent donc complémentaires, tout comme le sont les méthodes expérimentales associées (mesure de bruit de fond, enregistrements de séismes...). Une démarche pertinente consisterait donc à faire coïncider la complexité des simulations envisagées avec les objectifs visés et les données disponibles.

RÉFÉRENCES

- BARD P.Y., BOUCHON M.** (1985). The two dimensional resonance of sediment filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.75, pp. 519-541.
- BESKOS D.E.** (1997). Boundary elements methods in dynamic analysis : Part II (1986-1996), *Applied Mechanics Reviews (ASME)*. Vol. 50, No.3, pp. 149-197.
- BIELAK J., XU J., GHATTAS O.** (1999). Earthquake ground motion and structural response in alluvial valleys. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, vol. 125, pp. 413-423.
- BONNET M.** (1999). *Boundary integral equation methods for solids and fluids*, Wiley, Chichester, UK.
- CHAILLAT S., BONNET M., SEMBLAT J.F.** (2009). A new fast multi-domain BEM to model seismic wave propagation and amplification in 3D geological structures. *Geophysical Journal International*, vol. 177, pp. 509-531.
- CHÁVEZ-GARCÍA F.J., RAPTAkis D.G., MAKRA K., PITILAKIS K.D.** (2002). The importance of the reference station in modelling site effects up to larger frequencies. The case of Euroseistest. *Proceedings, 12th European Conf. on Earthquake Engineering*, London.
- CHÁVEZ-GARCÍA F.J., RAPTAkis D.G., MAKRA K., PITILAKIS K.D.** (2000). Site effects at Euroseistest-II. Results from 2D numerical modelling and comparison with observations. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19(1), pp. 23-39.
- DANGLA P., SEMBLAT J.-F., XIAO H.H., DELÉPINE N.** (2005). A simple and efficient regularization method for 3D BEM : Application to frequency-domain elastodynamics, *Bulletin Seismological Society of America*, 95, no.5, pp. 1916-1927.
- DANGLA P.** (1988). A plane strain soil-structure interaction model. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 16, pp. 1115-1128.
- DELÉPINE N., SEMBLAT J.F.** (2012). Site effects in an alpine valley with strong velocity gradient : Interest and limitations of the 'classical' BEM. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol. 38, pp. 15-24
- DOBRY R., OWEIS I., URZUA A.** (1976). Simplified procedures for estimating the fundamental period of a soil profile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66, pp. 1293-1321.
- DUVAL A.M.** (1996). *Détermination de la réponse sismique d'un site à l'aide du bruit de fond*. Thèse de doctorat Université Paris VI, Études et Recherches des LPC, GT62, LCPC, Paris.
- FACCIOLI E., MAGGIO F., QUARTERONI A., TAGHAN A.** (1996). Spectral-domain decomposition Mmethods for the solution of acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, vol. 61, pp. 1160-1174.
- HADJIAN A.H.** (2002). Fundamental period and mode shape of layered soil profiles. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*.
- IHLNBURG F., BABUŠKA I.** (1995). Dispersion analysis and error estimation of Galerkin finite element methods for the Helmholtz equation. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 38, pp. 3745-3774.
- JONGMANS D., PITILAKIS K., DEMANET D., RAPTAkis D., RIEPL J., HORRENT C., TSOKAS G., LONTZETIDIS K., BARD P.Y.** (1998). EuroSeistest : determination of the geological structure of the Volvi basin and validation of the basin response. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.88, pp. 473-487.
- KHAM M.** (2004). *Effets de site sismiques et interaction site-ville : modélisation numérique par éléments de frontière*, Thèse de doctorat, École Nationale des Ponts et Chaussée, Paris.
- KOMATITSCH, D., VILOTTE J.P.** (1998). The Spectral Element Method : An efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures, *Bulletin of the Seismological Society of America*. vol. 88, No.2, pp. 368-392.
- MAKRA K., CHAVEZ-GARCIA F.J., RAPTAkis D., PITILAKIS K.** (2005). Parametric analysis of the seismic response of a 2D sedimentary valley : implications for code implementations of complex site effects. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol. 25, No. 4, pp. 303-315.
- MOEEN-VAZIRI N., TRIFUNAC M.D.** (1988). Scattering and diffraction of plane SH-waves by two-dimensional inhomogeneities. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 7(4), pp. 179-200.
- Moczo P., BARD P.Y.** (1993). Wave diffraction, amplification and differential motion near strong lateral discontinuities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.83, pp. 85-106.
- PAOLUCCI R.** (1999). Shear resonance frequencies of alluvial valleys by Rayleigh's method. *Earthquake Spectra*, 15, pp. 503-521.
- RAPTAkis D.G., CHÁVEZ-GARCÍA F.J., MAKRA K., PITILAKIS K.D.** (2000). Site effects at Euroseistest-I. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol.19, No.1, pp. 1-22.
- RIEPL J., BARD P.Y., HATZFELD D., PAPAIOANNOU, NECHSTEIN S.** (1998). Detailed evaluation of site response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EuroSeistest). *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.88, pp. 488-502.
- SÁNCHEZ-SESMA F.J.** (1983). Diffraction of elastic waves by three-dimensional surface irregularities. *Bulletin Seismological Society of America*, 73(6), pp. 1621-1636.
- SANTISI D'ÁVILA M.P., LENTI L., SEMBLAT J.F.** (2012). Modelling strong seismic ground motion : three-dimensional loading path versus wavefield polarization. *Geophysical Journal International*, vol. 190, pp. 1607-1624.
- SEMBLAT J.F., DUVAL A.M., DANGLA P.** (2000). Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol.19, No.5, pp. 347-362.
- SEMBLAT J.F., BRIOIST J.J.** (2000). Efficiency of higher order finite elements for the analysis of seismic wave propagation. *Journal of Sound and Vibration*. 231(2), pp. 460-467.
- SEMBLAT J.F., DUVAL A.M., DANGLA P.** (2002). Seismic site effects in a deep alluvial basin : numerical analysis by the boundary element method. *Computers and Geotechnics*, 29(7), pp. 573-585.
- SEMBLAT J.F., DANGLA P., KHAM M., DUVAL A.M.** (2002). Seismic site effects for shallow and deep alluvial basins : in-depth motion and focusing effect. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol.22, No.9-12, pp. 849-854.

- SEMBLAT J.F., PAOLUCCI R., DUVAL A.M.** (2003). Simplified vibratory characterization of alluvial basins. *Comptes-Rendus Geoscience*, vol. 335, No.4, pp. 365-370.
- SEMBLAT J.F., DUVAL A.M., DANGLA P.** (2003). Modal superposition method for the analysis of seismic wave amplification. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol.93, No.3, pp. 1144-1153.
- SEMBLAT J.F., KHAM M., PARARA E., BARD P.Y., PITILAKIS K., MAKRA K., RAPTAKIS D.** (2005). Site effects : basin geometry vs soil layering. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol.25 Nos 7-10, pp. 529-38.
- SEMBLAT J.F., PECKER A.** (2009). *Waves and vibrations in soils : earthquakes, traffic, shocks, construction works*. IUSS Press, Pavie, 499 pages
- SEMBLAT J.F., LENTI L., GANDOMZADEH A.** (2011). A simple multi-directional absorbing layer method to simulate elastic wave propagation in unbounded domains, *International Journal for Numerical Methods in Engineering*. vol. 85, pp. 1543-1563.
- SEMBLAT J.F.** (2011). Modeling seismic wave propagation and amplification in 1D/2D/3D linear and nonlinear unbounded media. *International Journal of Geomechanics*, vol. 11, No. 6, pp. 440-448.
- SOMMERVILLE P.G.** (1998). Emerging art : earthquake ground motion. *ASCE Geotechnical Special Publications*, Dakoulas et al. eds, Vol.1, pp. 1-38.
- THEODULIDIS N.P., BARD P.Y.** (1995). Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions : an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-1). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 14(3), pp. 177-197.
- VIRIEUX J.** (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media : Velocity-stress finite-difference method. *Geophysics*, vol.51, pp. 889-901.